第45卷 第6期
2022年11月

干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

Vol. 45 No. 6
Nov. 2022

基于SWH模型的青藏高原高寒草甸蒸散发及其组分变化分析

梅 静[1]， 孙美平[1,2]， 李 霖[1]

（1. 西北师范大学地理与环境科学学院，甘肃 兰州 730070；
2. 中国科学院西北生态环境资源研究院，甘肃 兰州 730000）

摘 要：基于Shuttleworth-Wallace Hu（SWH）双源蒸散模型对青藏高原那曲、纳木错、藏东南站蒸散发进行估算，在结果验证良好基础上，对青藏高原蒸散发变化特征及各站主要影响因素进行了分析。结果表明：SWH模型在青藏高原3个草甸站适用性良好；年蒸散发介于388~732 mm之间，年内分布呈先增大后减小特征；3站蒸散发组分差异较大，那曲站和纳木错站土壤蒸发对蒸散总量的贡献分别为53%和56%，藏东南站蒸散发则几乎全部由植被蒸腾贡献，占比高达95%；植被叶面积指数为3站蒸散发最主要的影响因素，饱和水汽压差对藏东南站蒸散发影响也较大。研究结果可对青藏高原蒸散发及其组分时空格局与水循环过程研究提供科学依据。

关 键 词：蒸散发；蒸散组分；SWH模型；青藏高原

文章编号：1000－6060（2022）06－1740－12（1740～1751）

青藏高原地处中国西南部，是世界上海拔最高、面积最大、地形最为复杂的高原，被称为“世界屋脊”“世界第三极”[1]。青藏高原63.5%以上的面积被高山荒漠草原、高山草原和草甸覆盖。随着全球变暖，以青藏高原为突出代表的全球气候和环境都发生了显著变化，高原水资源呈现持续减少趋势，水循环的急剧变化深刻影响着高原及其周边地区水分和热量平衡[2-5]。

蒸散发（Evapotranspiration，ET）是地表土壤蒸发和植被蒸腾的总和。蒸散发是陆表-大气间进行水-能量交换的主要过程，在陆地水循环、碳循环以及能量平衡过程中起着决定性作用[6-7]。在水循环过程中，陆地上大约67%的降水会通过蒸散返回大气中[8]。生态系统蒸散发主要包括土壤蒸发和植被蒸腾，组分分离是获取蒸散发全要素的前提，也是深入认识水循环过程的重要途径。目前许多研究者利用Penman-Monteith模型、能量平衡模型[9-13]和遥感数据产品[14-15]等估算蒸散发，均取得了较理想的结果。利用传统模型估算蒸散发受到气象站点分布不均的影响，难以对大范围区域尺度的蒸散发进行估算；而利用GLEAM、GLDAS、MODIS16等遥感蒸散产品虽然解决了大范围区域尺度蒸散发的估算问题[16-19]，但难以拆分蒸散发组分并对其进行定量分析。Shuttleworth和Wallace在1985年提出了Shuttleworth-Wallace（S-W）双源蒸散模型[20]，实现了对蒸散总量进行估算的同时又对其组分进行拆分。S-W模型是一个物理机制明确的蒸散发概念模型，经阻抗参数化以后，具备很强的土壤蒸发-植被蒸腾模拟能力，被广泛应用于蒸散发估算研究[8,21-22]。Kato等[23]和Brisson等[24]利用实测数据对S-W模型模拟蒸散发结果进行验证，分析了实测蒸散发与模拟蒸散发之间的差异，结果均表明S-W模型在稀疏冠层蒸散发估算中具有较高的准确性。

Hu等[25-26]通过引入Ball-Berry气孔导度模型和基于光能利用率的植被总初级生产力（Gross primary productivity，GPP）模型，实现了基于气象数据和

收稿日期：2022-03-07； **修订日期**：2022-05-18
基金项目：国家自然科学基金项目（42161027，41861013）；甘肃省科技计划资助项目（2021QB-019）；甘肃省自然科学基金（21JR7RA143）资助
作者简介：梅静（1996-），女，硕士研究生，主要从事寒区生态水文等方面的研究. E-mail: mjing652016@163.com
通讯作者：孙美平（1982-），女，副教授，主要从事寒区水文过程与气候变化影响评估等方面的研究. E-mail: sunmeiping1982@163.com

GPP对冠层气孔导度的估算，形成了新的SWH双源蒸散模型。Hu等[25]将SWH模型应用在中国长白山站（森林生态系统）和海北站（草地生态系统），取得了较为理想的模拟效果。吴戈男等[27]在全国51个站点对SWH模型模拟结果与各站多年蒸散观测数据在年和季节尺度上进行了对比验证，结果表明SWH模型具有良好的模拟效果。Jiang等[28]利用SWH模型对1981—2010年黄河流域蒸散发进行了估算并对其组分进行了拆分。上述研究表明，SWH模型能够较好地模拟站点和区域尺度陆面蒸散，并且能够对蒸散发组分进行拆分，这为深入分析生态系统蒸散全过程提供了途径。

青藏高原也被称为“亚洲水塔”，是亚洲几条主要河流的源头。青藏高原的降水和蒸散发决定着下游超过2×10^9人的淡水供应。作为水分和能量平衡的重要环节，青藏高原蒸散及其变化特征受到广泛关注，然而如何细化蒸散发过程仍是目前研究的重点。此外，量化青藏高原蒸散发、拆分其组分对水循环过程研究及认识高原区域生态系统、应对气候变化国家战略的制定乃至国家安全具有重要的战略意义。本研究评估了SWH模型在青藏高原地区模拟蒸散发的精度，并基于结果分析蒸散发及其组分变化特征，探讨影响蒸散发变化的主要因素，为后续青藏高原区域尺度上蒸散发估算及蒸散发组分时空格局与变化规律等研究提供科学依据。

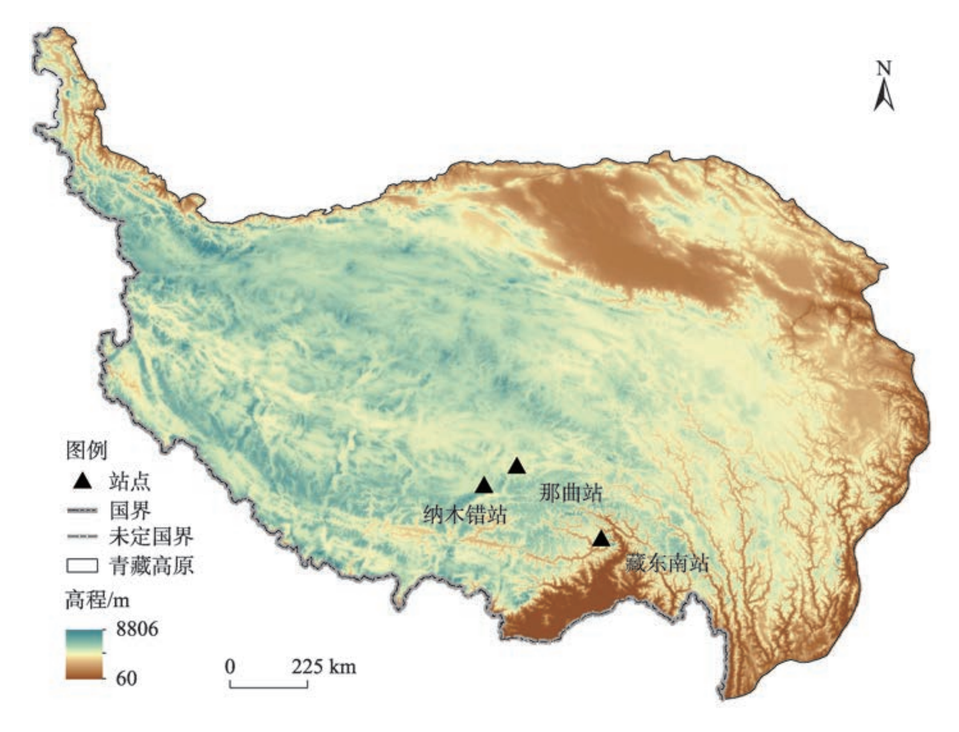
1　研究区概况

本文所选青藏高原3个高寒草甸观测站位置如图1。那曲高寒气候环境观测研究站海拔4509 m，地处唐古拉山脉与念青唐古拉山脉之间的那曲河流域，位于羌塘高原的东部和怒江流域的上游，分布有季节性和多年冻土。那曲站所处位置植被覆盖良好，草密集，土壤主要为砂质粉砂壤土。纳木错多圈层综合观测研究站海拔4730 m，位于纳木错湖岸，其后是念青唐古拉山。纳木错站被高山草甸覆盖，土壤类型主要为砂质粉砂壤土，砾石含量在地面以下30~40 cm处较高。藏东南高山环境综合观测研究站位于靠近森林覆盖的青藏高原东南部的山谷中，海拔3327 m，植被茂密，主要是高寒草甸和温带针叶林。

2　数据与方法

2.1　数据来源

本文选取那曲、纳木错、藏东南站2006—2010年小时尺度连续观测气象环境要素数据，数据来源



注：该图基于国家测绘地理信息局标准地图服务网站下载的审图号为GS(2019)1822号的标准地图制作，底图边界无修改。

图1　站点位置分布

Fig. 1　Location distribution of the stations

于国家青藏高原科学数据中心(http://data.tpdc.ac.cn)[29]。植被叶面积指数(Leaf area index,LAI)数据来源于中国科学院资源环境科学与数据中心(https://www.resdc.cn)提供的GLOBMAP全球叶面积指数产品(Version 3),该产品基于AVHRR和MODIS数据定量融合反演得到,空间分辨率为8 km,时间分辨率为8 d。由于LAI数据为8 d时间尺度,进一步将模型驱动数据进行处理,最终模型所有输入和输出数据均为8 d平均值。

本文采用中国陆地ET产品数据(GPR)和青藏高原陆表月蒸散发数据(ET_a)对SWH模型模拟蒸散发进行验证评价,通过对模型模拟蒸散发结果和蒸散发产品数据进行线性回归分析,采用决定系数(R^2)、平均绝对误差(MAE)、均方根误差(RMSE)以及平均相对误差(MRE)4种评价指标来检验模型模拟蒸散发精度。GPR数据产品包含2000—2018年中国陆表蒸散发,空间分辨率为1 km,时间分辨率为10 d;ET_a数据产品包含2000—2018年青藏高原月平均陆表蒸散发,空间分辨率为0.01°×0.01°,时间分辨率为月尺度。本文所用验证数据均来源于国家青藏高原科学数据中心(http://data.tpdc.ac.cn)。

2.2 SWH蒸散模型

Hu等[26]通过引入土壤表面阻抗方程、Ball-Berry气孔导度模型和基于光能利用率的GPP模型,在S-W模型的基础上形成了新的SWH模型。经阻抗参数化、冠层气孔导度估算等改进,SWH模型具备了很强的土壤蒸发和植被蒸腾模拟能力,能够针对不同生态系统进行关键参数取值,从而实现在不同生态系统中的良好模拟性能,可广泛应用于各类生态系统蒸散估算[27]。

模型核心公式如下:

$$\lambda ET = \lambda T + \lambda E = C_c PM_c + C_s PM_s \tag{1}$$

$$PM_c = \frac{\Delta R + \dfrac{\rho c_p VPD - \Delta r_{ac} R_s}{r_{aa} + r_{ac}}}{\Delta + \gamma\left(1 + \dfrac{r_{sc}}{r_{aa} + r_{ac}}\right)} \tag{2}$$

$$PM_s = \frac{\Delta R + \dfrac{\rho c_p VPD - \Delta r_{as}\left(R - R_s\right)}{r_{aa} + r_{as}}}{\Delta + \gamma\left(1 + \dfrac{r_{ss}}{r_{aa} + r_{as}}\right)} \tag{3}$$

$$C_c = \frac{1}{1 + \dfrac{\rho_c \rho_a}{\rho_s\left(\rho_c + \rho_a\right)}} \tag{4}$$

$$C_s = \frac{1}{1 + \dfrac{\rho_s \rho_a}{\rho_c\left(\rho_s + \rho_a\right)}} \tag{5}$$

式中:ET为模拟蒸散发(mm);T为植被蒸腾(mm);E为土壤蒸发(mm);λ为液态水蒸发为水汽的相变潜热($MJ \cdot kg^{-1}$);PM_c为植被蒸腾量(mm);PM_s为土壤蒸发量(mm);C_c为植被蒸腾比例系数;C_s为土壤蒸发比例系数;Δ为饱和水汽压随温度变化曲线的斜率($kPa \cdot K^{-1}$);R为冠层顶部获得能量($MJ \cdot m^{-2}$);ρ为空气密度($kg \cdot m^{-3}$);c_p为空气定压比热容;R_s为土壤表层吸收能量($MJ \cdot m^{-2}$);VPD为饱和水汽压差(kPa);γ为湿度计常数($kPa \cdot K^{-1}$);ρ_a、ρ_c、ρ_s为中间变量;r_{as}、r_{aa}、r_{ac}、r_{sc}和r_{ss}分别为地表与冠层高度间的空气动力学阻抗、冠层高度与参考高度间的空气动力学阻抗、冠层边界层阻抗、冠层气孔阻抗和土壤表面阻抗($s \cdot m^{-1}$)。

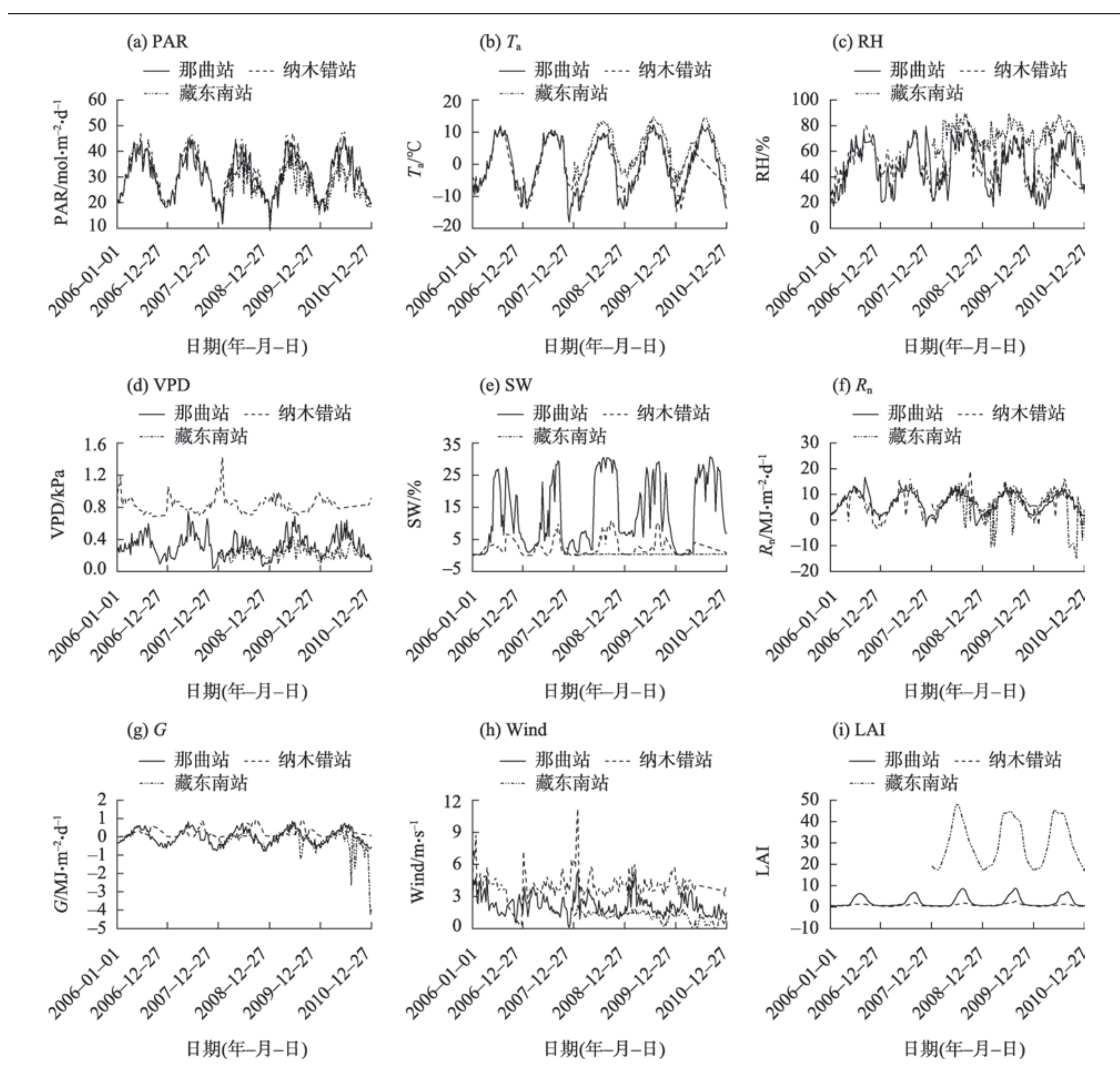
SWH模型驱动数据包括气象环境要素数据与遥感数据,气象环境要素数据包括平均气温(T_a)、相对湿度(RH)、饱和水汽压差(VPD)、风速(Wind)、净辐射(R_n)、土壤含水量(SW)、土壤热通量(G)、光合有效辐射(PAR),遥感数据为LAI数据。通过驱动数据求出r_{ss}、r_{aa}、r_{ac}、r_{as}、r_{sc} 5种阻抗,并进一步计算土壤蒸发和植被蒸腾,从而求得蒸散发。SWH模型详细介绍参见Hu等[25-26],本文模型模拟过程中重要参数取值参考Hu等[30],b_2、b_3、a_1、g_0、ε_{max}、d取值分别为3.4、508、10.3、0.017、0.0012、188。

3 结果与分析

3.1 SWH模型模拟评估

模型主要输入数据2006—2010年8 d变化情况如图2。那曲、纳木错、藏东南站各要素变化大致相同,整体均呈现随时间变化的年内和年际变化,但个别要素差异较大。纳木错站VPD整体高于那曲站和藏东南站;那曲站SW明显高于纳木错站和藏东南站,其中藏东南站SW最小;R_n和G变化中,藏东南站波动最为明显,其余2站变化幅度较小;3站LAI变化差异较大,藏东南站日均LAI达30,而那曲站和纳木错站仅为2.4和0.9。

SWH模型模拟验证结果如图3。青藏高原3站模拟ET月值与GPR数据、ET_a数据拟合结果均较好,那曲、纳木错、藏东南站与GPR拟合R^2分别为



注：PAR为光合有效辐射；T_a为平均气温；RH为相对湿度；VPD为饱和水汽压差；SW为土壤含水量；R_n为净辐射；G为土壤热通量；Wind为风速；LAI为植被叶面积指数。下同。

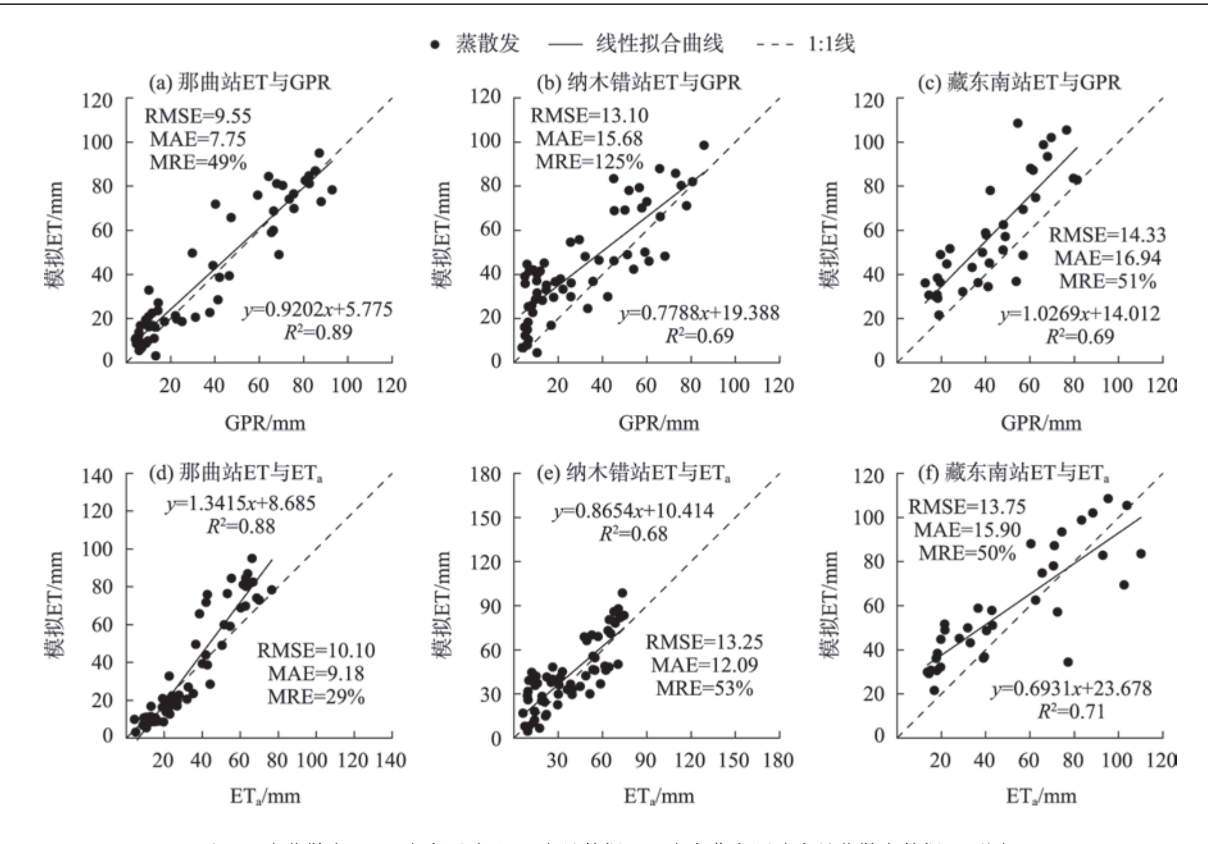
图2　3站SWH模型输入数据日变化

Fig. 2　Diurnal variations of SWH model input data at three stations

0.89、0.69、0.69，RMSE分别为9.55 mm·d^{-1}、13.10 mm·d^{-1}和14.33 mm·d^{-1}，MAE分别为7.75 mm·d^{-1}、15.68 mm·d^{-1}、16.94 mm·d^{-1}，MRE分别为49%、125%和51%；与ET_a拟合R^2分别为0.88、0.68和0.71，RMSE分别为10.10 mm·d^{-1}、13.25 mm·d^{-1}和13.75 mm·d^{-1}，MAE分别为9.18 mm·d^{-1}、12.09 mm·d^{-1}、15.90 mm·d^{-1}，MRE分别为29%、53%和50%。从SWH模型模拟ET与验证数据月变化情况可看出，SWH模型模拟结果与验证数据变化趋势基本一致（图4），相对2套验证产品而言，SWH模型模拟ET虽然存在略微低估或高估的现象，但整体变化较为平滑稳定。GPR产品和ET_a产品与模型模拟结果对比精度不完全一致，这可能与2套产品的分辨率、观测手段和数据融合方法等存在差异有关。通过验证分析，认为SWH模型在青藏高原站点尺度具有较好的适用性，可进一步用于青藏高原3个草甸站蒸散发模拟研究。

3.2　不同时间尺度蒸散发变化

2006—2010年3站日ET变化如图5，3站日蒸散发整体呈先增加后减少的趋势。2006—2010年



注:ET为蒸散发;GPR为中国陆地ET产品数据;ET_a为青藏高原陆表月蒸散发数据。下同。

图3 模拟ET与GPR、ET_a对比

Fig. 3 Comparison of modeled ET with GPR and ET_a

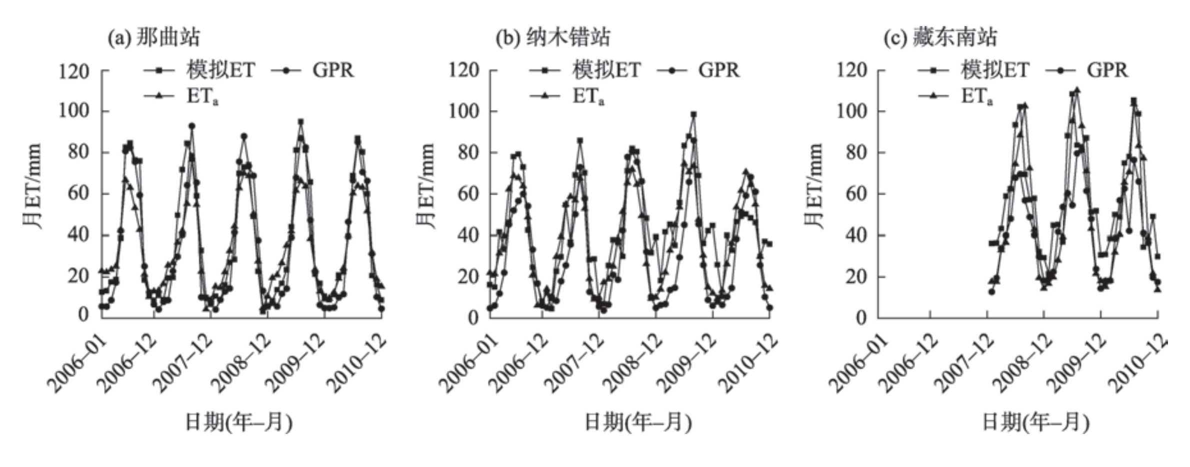


图4 模拟ET与GPR、ET_a月变化

Fig. 4 Monthly variations in modeled ET, GPR, and ET_a

间,那曲、纳木错、藏东南站日ET分别介于0.0~3.3 mm、0.1~3.3 mm、0.3~4.9 mm,3站日ET均值分别为1.2 mm、1.4 mm、1.9 mm。总的来看,3站日ET变化趋势较为相似,但那曲站日ET变化相对平缓,较纳木错站和藏东南站波动小、稳定性高,藏东南站变化最为剧烈,纳木错站变化波动最大。

3站蒸散发年内月变化如图6,那曲、纳木错、藏东南站月ET均呈先增加后减少的单峰型变化趋势,但各站变化有所差异。1—3月各站ET均较小且较为稳定,4—7月3站ET均有不同程度的增加,其中,7月那曲站(85 mm)、藏东南站(97 mm)月ET达最大,纳木错站ET最大值出现在8月,为77 mm。总体上,藏东南站月ET大于那曲站和纳木错站。ET年内月变化与植被生长季(3—11月)基本吻合,1—

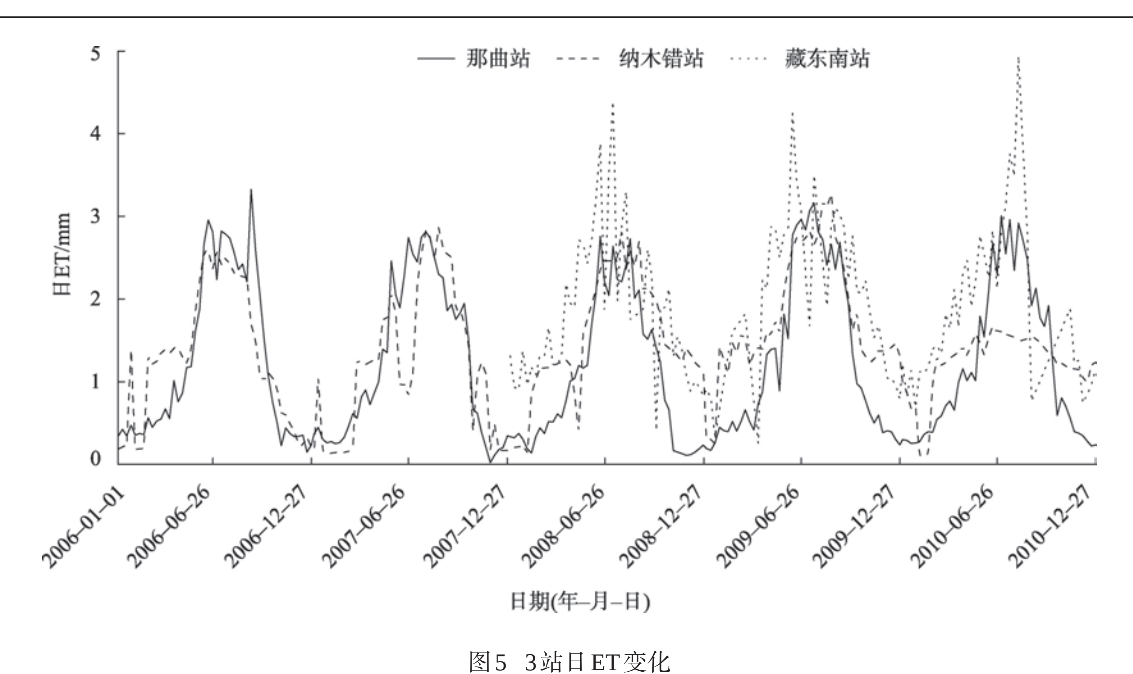


图5　3站日ET变化

Fig. 5　Variations in daily ET of three stations

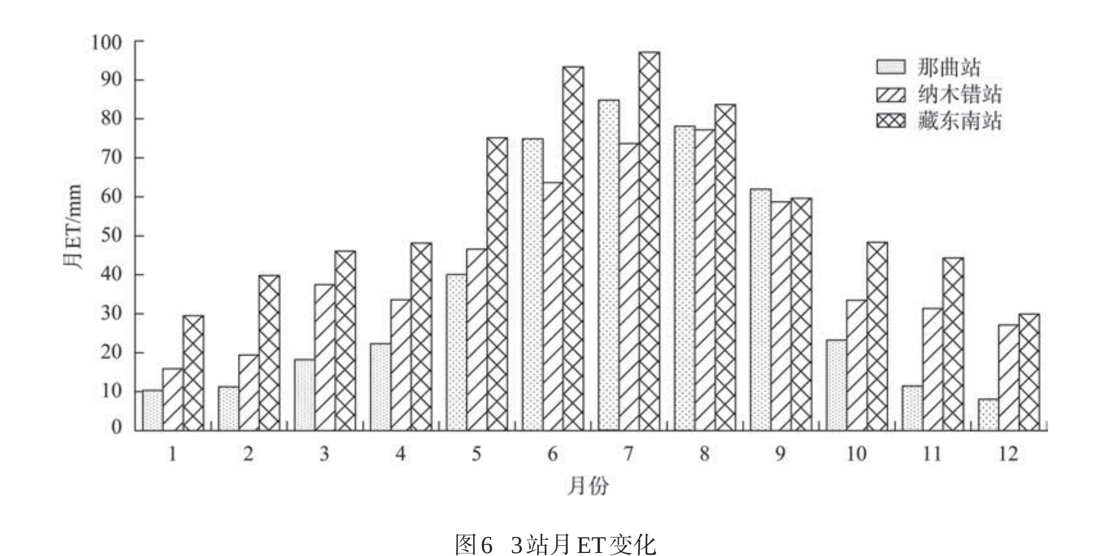


图6　3站月ET变化

Fig. 6　Variations in monthly ET of three stations

2月ET变化不大，3月起ET增长速度加快，特别是4月之后3站ET均呈现明显的增长趋势，直到达到最大后减小，11、12月ET与1、2月相近。另外，高原季风的变化会给区域气象带来较大影响，高原季风一般6月来临，7—9月持续加强，到10月逐渐减退[31]，季风会使降水增加、净辐射增强，从而使得高原蒸散发增加，这也在一定程度上影响了蒸散发月变化。

图7为3站蒸散发年及季节变化，3站蒸散发年际变化不大，整体略微上升或不变。那曲、纳木错、藏东南站年ET分别介于388~479 mm、450~658 mm和674~732 mm之间，3站年ET均在2009年达到最大，分别为479 mm、658 mm和732 mm。季节尺度上，那曲站ET四季变化波动不大，其中冬季几乎没有变化；纳木错站ET四季变化均不稳定，其中冬季波动最明显、最剧烈；藏东南站ET春、夏季变化均有缓慢上升的趋势，秋、冬季出现了较为明显的波动。

3.3　蒸散发组分分离

通过SWH模型拆分得到那曲、纳木错、藏东南站2006—2010年土壤蒸发(E)和植被蒸腾(T)。图8a~c可知，那曲站日E变化范围为0.0~1.1 mm，日T介于0.0~2.9 mm之间，植被非生长季内日E和日T变化趋势较为吻合，生长季内两者变化呈相反趋

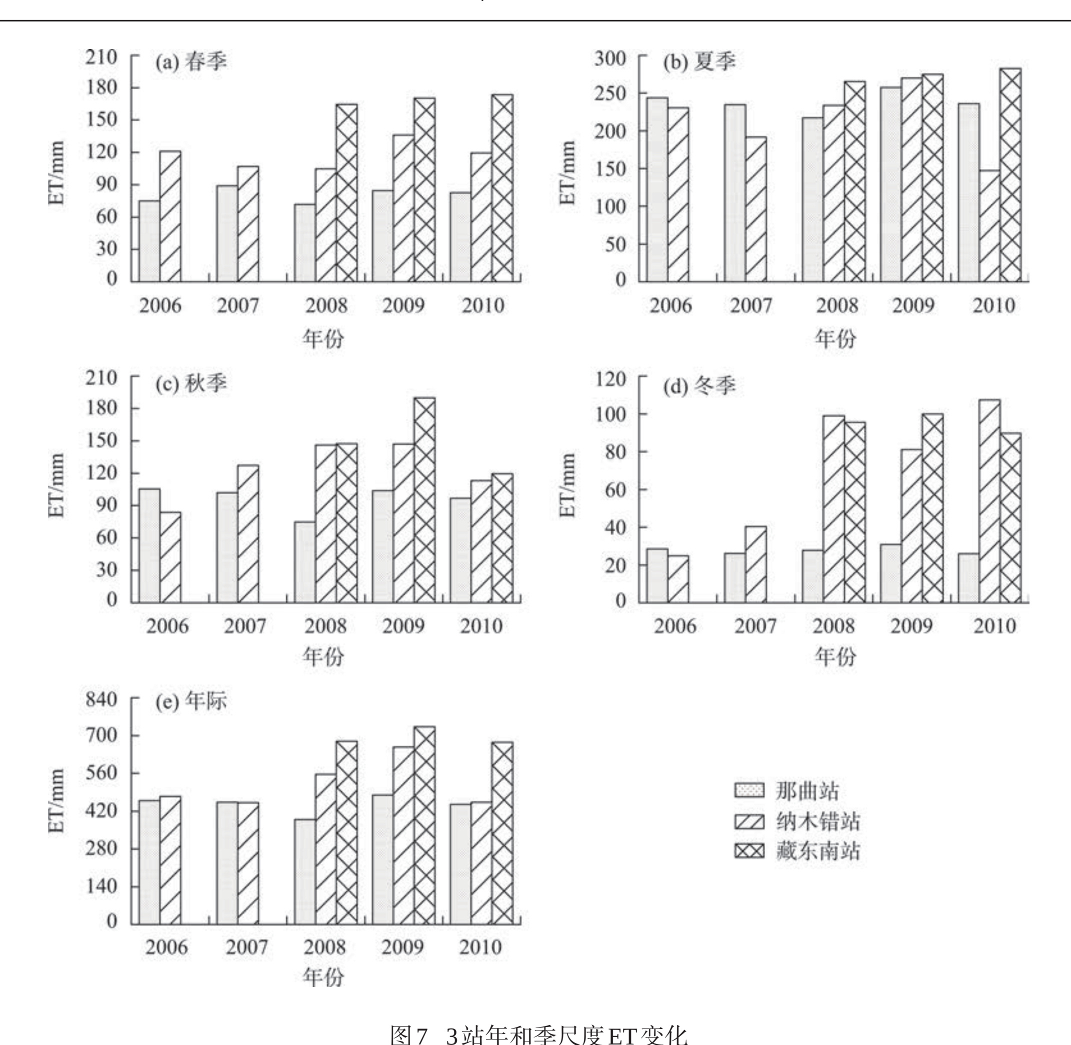


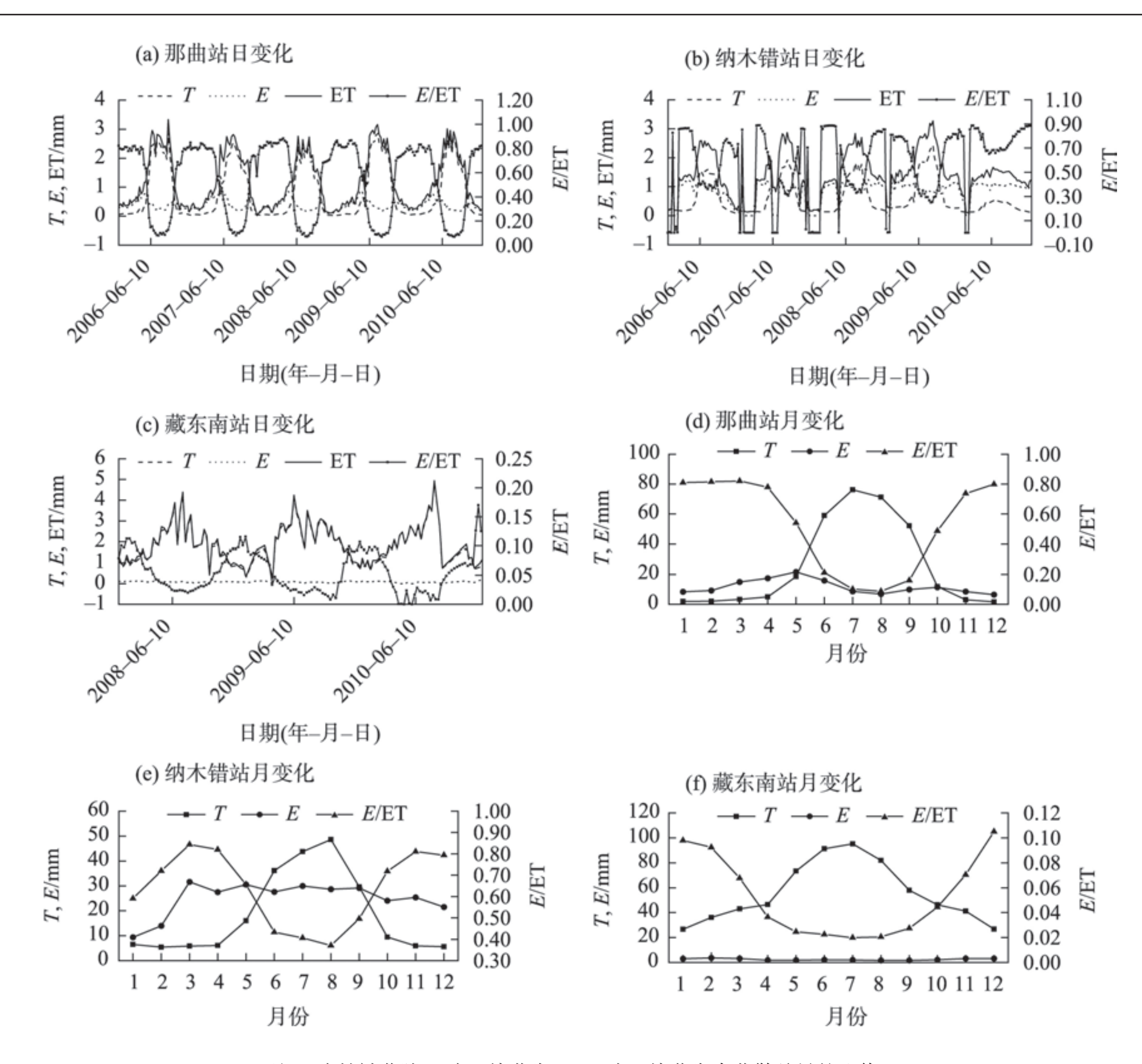
图7 3站年和季尺度ET变化

Fig. 7 Variations in ET of three stations at interannual and seasonal scales

势，即 T 不断增加，E 则呈减少趋势；那曲站日土壤蒸发占蒸散总量的比值(E/ET)介于0.07~0.88，均值约为0.53。纳木错站日 E 变化波动大，最大值约为1.3 mm，最小值接近于0；纳木错站日 T 最大值约为2.5 mm；纳木错站日 E/ET波动较为剧烈，最大值约为0.89，最小值接近于0，日 E/ET均值为0.56。藏东南站日 E 均值约为0.1 mm，日 T 则接近于蒸散总量，且变化趋势与日ET相似，日 E/ET均值为0.05。3站蒸散发组分年内月变化如图8d~f。那曲站月 E 变化整体较为稳定，1—5月呈小幅上升趋势，年内月最大值出现在5月，为22 mm；月 T 呈单峰型变化，1—5月、11—12月较为稳定，7月(76 mm)达到最大；月尺度 E/ET呈先减少后增加的趋势，其中，1—4月较为稳定，5—8月不断减小，而后呈增长趋势，最小值出现在8月，为0.09，最大值出现3月(0.82)。纳木错站月 T 在1—4月、10—12月较为稳定，5—10月呈先增加后减小趋势，最大值出现在8月，为49 mm；月 E 在1—3月呈上升趋势，而后 E 基本在30 mm左右小幅波动；纳木错站 E/ET月变化呈现2个峰值，分别在3月(0.84)和11月(0.81)，最小值出现在8月(0.37)。藏东南站月 E 小且稳定，月均 E 为2.4 mm；月 T 则呈先增加后减小趋势，1—4月缓慢上升，变化较稳定，4—7月上升趋势明显，最大值出现在7月，为95 mm，7—12月则不断减少；藏东南站月 E/ET整体较小，波动范围为0.02~0.11，月 E/ET均值为0.05。藏东南站几乎所有蒸散发均由植被蒸腾贡献，由于该站草甸发育良好，且混有温带针叶林，植被生长茂盛，生态系统蒸散主要来源于植被蒸腾。

3.4 蒸散发影响因素分析

蒸散发主要受气温、降水、风速、日照时数等气象要素和植被生长状况等诸多因素影响，而不同因素之间也相互影响，蒸散发的变化成因十分复杂。通过对3个站点蒸散发与主要驱动因子作相关分析，选取与蒸散发决定系数(R^2)大于0.7的驱动因子



注：*T*为植被蒸腾；*E*为土壤蒸发；*E*/ET为土壤蒸发占蒸散总量的比值。

图8　日和月尺度ET及其组分变化

Fig. 8　Variations in daily and monthly ET and its components

进一步辨析影响蒸散发的关键要素。采用分层回归模型检验主要影响因素对3站蒸散发影响程度及重要性(表1)。3站仅考虑单一要素影响时，结果并不理想，当综合纳入主要影响因素后，R^2均超过0.8。从标准化系数可知，LAI对3站蒸散发影响均较其他因素大，VPD在藏东南站对蒸散发的影响仅次于LAI，以上结果均通过0.001显著性水平检验。

LAI与植被生长状况密切相关，其通过影响植被蒸腾影响蒸散发过程。以往研究中，学者们就VPD对蒸散发的影响持不同态度，Dai等[32]认为高VPD值就像空气中的“水泵”，从地表土壤和植被中吸收水分，增加了裸露土壤的水分流失。植被长期处于水分匮乏条件时，VPD增加可能会导致气孔导度降低，抑制植被生长，降低植被蒸腾作用。而Grossiord等[33]使用9个气孔导度模型研究VPD如何影响蒸腾作用，发现VPD增大导致气孔导度降低，但在给定的VPD阈值下蒸腾作用增强了。张亚春等[34]通过分析青藏高原不同下垫面的5个观测站点蒸散发影响因素发现，实际日蒸散发与气温、地温、净辐射和土壤含水量的相关性较大，且均呈显著正相关。Ma等[35]认为降水是控制青藏高原大部分地区ET变化的主要驱动因素，Wang等[36]认为LAI和降水是ET的主导变量，而土壤蒸发则由VPD、平均气温、净辐射和降水控制。本文结论与上述研究存在相似和差异之处，可能与研究范围、驱动数据、模型方法等不同有关。

表1 蒸散发与各要素的分层回归及未标准化系数(标准化系数)

Tab. 1 Stratified regression of ET with each element

站点	要素	模型1	模型2	模型3	模型4	模型5	模型6
那曲站	PAR	0.085***(0.726)	0.002(0.019)	-0.000(0.000)	-0.017**(-0.146)	-0.011(-0.096)	-0.005(-0.042)
	T_a	-	0.106***(0.920)	0.105***(0.909)	0.075***(0.655)	0.073***(0.636)	0.005(0.044)
	VPD	-	-	0.229(0.035)	0.648*(0.097)	0.905**(0.136)	1.719***(0.259)
	R_n	-	-	-	0.082***(0.348)	0.092***(0.390)	0.085***(0.359)
	G	-	-	-	-	-0.272*(-0.115)	0.068(0.029)
	LAI	-	-	-	-	-	0.190***(0.485)
	Constant	-1.369	1.158	1.153	0.965	0.634	-0.237
	N	230	230	230	230	230	230
	R^2	0.528	0.875	0.875	0.888	0.891	0.952
	ΔR^2	0.528	0.347	0.000	0.013	0.002	0.061
纳木错站	T_a	0.092***(0.835)	0.066***(0.599)	0.035***(0.320)	-	-	-
	R_n	-	0.054***(0.328)	0.047***(0.289)	-	-	-
	LAI	-	-	0.590***(0.405)	-	-	-
	Constant	1.495	1.123	0.597	-	-	-
	N	230	230	230	-	-	-
	R^2	0.697	0.748	0.818	-	-	-
	ΔR^2	0.697	0.052	0.069	-	-	-
藏东南站	PAR	0.117***(0.787)	0.074***(0.497)	0.048***(0.320)	0.028**(0.190)	-	-
	T_a	-	0.066***(0.440)	0.054***(0.359)	-0.008(-0.056)	-	-
	VPD	-	-	4.196***(0.326)	5.092***(0.396)	-	-
	LAI	-	-	-	0.043***(0.496)	-	-
	Constant	-1.177	-0.388	-0.589	-1.275	-	-
	N	138	138	138	138	-	-
	R^2	0.619	0.729	0.779	0.807	-	-
	ΔR^2	0.619	0.110	0.050	0.029	-	-

注:*、**、***分别表示P<0.05、P<0.01、P<0.001。PAR为光合有效辐射;T_a为平均气温;VPD为饱和水汽压差;R_n为净辐射;G为土壤热通量;LAI为植被叶面积指数;Constant为常数;N为样本数;R^2为决定系数;ΔR^2为决定系数变化量。

4 讨 论

以往研究认为植被蒸腾是全球蒸散发的主体部分,但Kool等[37]证明土壤蒸发是干旱和半干旱地区蒸散发重要的组成部分,Ma等[35]通过PML模型计算得出青藏高原蒸散发64%来源于土壤蒸发,Wang等[36]同样利用PML模型估算了青藏高原实际蒸散发并对蒸散发组分进行了量化,发现除位于青藏高原东南部具有高树冠覆盖的半湿润地区外,土壤蒸发均为蒸散发主要组成,上述研究结果与本文蒸散发组分拆分结果相似。SWH模型由于受到遥感数据时间尺度的影响,输出结果为8 d均值数据,不能细化蒸散发日变化,对本文蒸散发日尺度变化分析带来了一定程度的误差,Zhao等[38]将METRIC模型与SWH模型结合,弥补了SWH模型在日尺度上模拟蒸散发的精度缺陷。本文3个站点蒸散发及其组分变化有较大差异,3个观测站虽均为高寒草甸下垫面,但各站环境、气候条件等有较大差异。受到河流湖泊的影响,那曲站和纳木错站蒸散发较受到高寒草甸和温带针叶林同时覆盖影响的藏东南站小,而本文在模拟3个站点蒸散发时重要参数取值为草地生态系统经验参数,也使得模拟结果可能与蒸散发实际变化有所差异。后续要将SWH模型应用于整个青藏高原地区,如何解决区域内环境、气候等对模型结果造成的影响仍需深入思考。SWH模型只对土壤蒸发和植被蒸腾进行了拆分,未对植被冠层截留蒸发进行估算,后续也需将冠层蒸发纳入蒸散发拆分研究,以期更为准确地描述青藏高原蒸散发全过程。

5 结 论

（1）SWH模型在青藏高原那曲、纳木错、藏东南3站适用性良好，能够较好地估算青藏高原蒸散发，可用于上述站点蒸散发变化研究。

（2）青藏高原3站蒸散发变化均呈先增加后减少趋势。3站日蒸散发在0.0~4.9 mm之间，月蒸散发介于8~97 mm之间，峰值出现在7月和8月，年蒸散发介于388~732 mm之间。3站下垫面类型虽相似，但由于海拔、地形、季风和植被生长状况等因素的影响，3站蒸散发有所差异。

（3）3站蒸散发组分变化差异较大。那曲站日E和T变化范围分别为0.0~1.1 mm和0.0~2.9 mm；E/ET在0.07~0.88之间，均值为0.53。纳木错站蒸散发组分变化波动大，日E和T分别介于0.0~1.3 mm和0.0~2.5 mm，E/ET介于0.00~0.89之间，均值为0.56。藏东南站日E约为0.1 mm，日T接近于蒸散总量，E/ET均值为0.05，即藏东南站95%的蒸散发由植被蒸腾贡献。3站月E变化均不大，月T呈先增加后减小的单峰型变化，月E/ET整体呈先下降后增长趋势，各站变化存在一定差异。

（4）3站蒸散发主导因素相似，LAI是3站蒸散发变化的主要影响因素，VPD在藏东南站的影响也不可忽视。

参考文献（References）

[1] Qiu J. China: The third pole[J]. Nature News, 2008, 454(7203): 393-396.

[2] Ma N, Zhang Y S, Guo Y H, et al. Environmental and biophysical controls on the evapotranspiration over the highest alpine steppe [J]. Journal of Hydrology, 2015, 529: 980-992.

[3] Roderick M L, Hobbins M T, Farquhar G D. Pan evaporation trends and the terrestrial water balance: I. Principles and observations[J]. Geography Compass, 2009, 3(2): 746-760.

[4] Yang K, Wu H, Qin J, et al. Recent climate changes over the Tibetan Plateau and their impacts on energy and water cycle: A review [J]. Global and Planetary Change, 2014, 112: 79-91.

[5] 蓝永超, 丁永建, 沈永平, 等. 气候变化对黄河上游水资源系统影响的研究进展[J]. 气候变化研究进展, 2005, 1(3): 122-125. [Lan Yongchao, Ding Yongjian, Shen Yongping, et al. Review on impact of climate change on water resources system in the upper reaches of Yellow River[J]. Advances in Climate Change Research, 2005, 1(3): 122-125.]

[6] Oki T, Kanae S. Global hydrological cycles and world water resources[J]. Science, 2006, 313(5790): 1068-1072.

[7] Yang Y T, Long D, Shang S H. Remote estimation of terrestrial evapotranspiration without using meteorological data[J]. Geophysical Research Letters, 2013, 40(12): 3026-3030.

[8] Stannard D I. Comparison of Penman-Monteith, Shuttleworth-Wallace, and modified Priestley-Taylor evapotranspiration models for wildland vegetation in semiarid rangeland[J]. Water Resources Research, 1993, 29(5): 1379-1392.

[9] 刘昌明, 张丹. 中国地表潜在蒸散发敏感性的时空变化特征分析[J]. 地理学报, 2011, 66(5): 579-588. [Liu Changming, Zhang Dan. Temporal and spatial change analysis of the sensitivity of potential evapotranspiration to meteorological influencing factors in China[J]. Acta Geographica Sinica, 2011, 66(5): 579-588.]

[10] 李红霞, 张永强, 张新华, 等. 遥感Penman-Monteith模型对区域蒸散发的估算[J]. 武汉大学学报, 2011, 44(4): 457-461. [Li Hongxia, Zhang Yongqiang, Zhang Xinhua, et al. Estimation of regional transpiration and evaporation using Penman-Monteith equation[J]. Engineering Journal of Wuhan University, 2011, 44(4): 457-461.]

[11] 杨文峰, 李星敏, 卢玲. 基于能量平衡的蒸散遥感估算模型的应用研究[J]. 西北农林科技大学学报(自然科学版), 2013, 41(2): 46-52. [Yang Wenfeng, Li Xingmin, Lu Ling. Application of remote sensing model based on energy balance to estimate evapotranspiration[J]. Journal of Northwest A & F University (Natural Science Edition), 2013, 41(2): 46-52.]

[12] 宁亚洲, 张福平, 冯起, 等. 基于SEBAL模型的疏勒河流域蒸散发估算与灌溉效率评价[J]. 干旱区地理, 2020, 43(4): 928-938. [Ning Yazhou, Zhang Fuping, Feng Qi, et al. Estimation of evapotranspiration in Shule River Basin based on SEBAL model and evaluation on irrigation efficiency[J]. Arid Land Geography, 2020, 43(4): 928-938.]

[13] 史继清, 边多, 杨霏云, 等. 西藏地区潜在蒸散量变化特征及灰色模型预测初探[J]. 干旱区地理, 2021, 44(6): 1570-1579. [Shi Jiqing, Bian Duo, Yang Feiyun, et al. Variation characteristics of potential evapotranspiration and the forecast of grey model in Tibet [J]. Arid Land Geography, 2021, 44(6): 1570-1579.]

[14] Martens B, Miralles D G, Lievens H, et al. GLEAM v3: Satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture[J]. Geoscientific Model Development, 2017, 10(5): 1903-1925.

[15] Mu Q Z, Zhao M S, Running S W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm[J]. Remote Sensing of Environment, 2011, 115(8): 1781-1800.

[16] Velpuri N M, Senay G B, Singh R K, et al. A comprehensive evaluation of two MODIS evapotranspiration products over the conterminous United States: Using point and gridded FLUXNET and water balance ET[J]. Remote Sensing of Environment, 2013, 139: 35-49.

[17] 尹剑, 欧照凡, 付强, 等. 区域尺度蒸散发遥感估算——反演与数据同化研究进展[J]. 地理科学, 2018, 38(3): 448-456. [Yin Ji-

an, Ou Zhaofan, Fu Qiang, et al. Review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation: Inversion and data assimilation[J]. Scientia Geographica Sinica, 2018, 38(3): 448-456.]

[18] 李晴, 杨鹏年, 彭亮, 等. 基于MOD16数据的焉耆盆地蒸散量变化研究[J]. 干旱区研究, 2021, 38(2): 351-358. [Li Qing, Yang Pengnian, Peng Liang, et al. Study of the variation trend of evapotranspiration in the Yanqi Basin based on MOD16 data[J]. Arid Zone Resarch, 2021, 38(2): 351-358.]

[19] 赵桑, 陈少辉. 基于台站和MOD16数据的山东省蒸散及潜在蒸散时空变化[J]. 地理科学进展, 2017, 36(8): 1040-1047. [Zhao Shen, Chen Shaohui. Spatiotemporal variations of evapotranspiration and potential evapotranspiration in Shandong Province based on station observations and MOD16[J]. Progress in Geography, 2017, 36(8): 1040-1047.]

[20] Shuttleworth W J, Wallace J S. Evaporation from sparse crops: An energy combination theory[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1985, 111(469): 839-855.

[21] Ortega-Farias S, Poblete-Echeverría C, Brisson N. Parameterization of a two-layer model for estimating vineyard evapotranspiration using meteorological measurements[J]. Agricultural & Forest Meteorology, 2010, 150(2): 276-286.

[22] Zhang B Z, Kang S Z, Li F S, et al. Comparison of three evapotranspiration models to Bowen ratio-energy balance method for a vineyard in an arid desert region of northwest China[J]. Agricultural & Forest Meteorology, 2008, 148(10): 1629-1640.

[23] Kato T, Kimura R, Kamichika M. Estimation of evapotranspiration, transpiration ratio and water-use efficiency from a sparse canopy using a compartment model[J]. Agricultural Water Management, 2004, 65(3): 173-191.

[24] Brisson N, Itier B, L'Hotel J C, et al. Parameterisation of the Shuttleworth-Wallace model to estimate daily maximum transpiration for use in crop models[J]. Ecological Modelling, 1998, 107(2-3): 159-169.

[25] Hu Z M, Li S G, Yu G R, et al. Modeling evapotranspiration by combing a two-source model, a leaf stomatal model, and a light-use efficiency model[J]. Journal of Hydrology, 2013, 501: 186-192.

[26] Hu Z M, Yu G R, Zhou Y L, et al. Partitioning of evapotranspiration and its controls in four grassland ecosystems: Application of a two-source model[J]. Agricultural & Forest Meteorology, 2009, 149(9): 1410-1420.

[27] 吴戈男, 胡中民, 李胜功, 等. SWH双源蒸散模型模拟效果验证及不确定性分析[J]. 地理学报, 2016, 71(11): 1886-1897. [Wu Genan, Hu Zhongmin, Li Shenggong, et al. Evaluation and uncertainty analysis of a two-source evapotranspiration model[J]. Acta Geographica Sinica, 2016, 71(11): 1886-1897.]

[28] Jiang Z Y, Yang Z G, Zhang S Y, et al. Revealing the spatio-temporal variability of evapotranspiration and its components based on an improved Shuttleworth-Wallace model in the Yellow River Basin[J]. Journal of Environmental Management, 2020, 262: 110310, doi: 10.1016/j.jenvman.2020.110310.

[29] 马耀明. 青藏高原地气相互作用过程高分辨率(逐小时)综合观测数据集(2005—2016)[DB/OL]. [2022-04-18]. 国家青藏高原科学数据中心. [Ma Yaoming. A long-term dataset of integrated land-atmosphere interaction observations on the Tibetan Plateau (2005—2016)[DB/OL]. [2022-04-18]. National Tibetan Plateau Data Center.]

[30] Hu Z M, Wu G N, Zhang L X, et al. Modeling and partitioning of regional evapotranspiration using a satellite-driven water-carbon coupling model[J]. Remote Sensing, 2017, 9(1): 54, doi: 10.3390/rs9010054.

[31] Li M S, Babel W, Chen X L, et al. A 3-year dataset of sensible and latent heat fluxes from the Tibetan Plateau, derived using eddy covariance measurements[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2015, 122(3-4): 457-469.

[32] Dai A. Increasing drought under global warming in observations and models[J]. Nature Climate Change, 2013, 3(1): 52-58.

[33] Grossiord C, Buckley T N, Cernusak L A, et al. Plant responses to rising vapor pressure deficit[J]. New Phytologist, 2020, 226(6): 1550-1566.

[34] 张亚春, 马耀明, 马伟强, 等. 青藏高原不同下垫面蒸散量及其与气象因子的相关性[J]. 干旱气象, 2021, 39(3): 366-373. [Zhang Yachun, Ma Yaoming, Ma Weiqiang, et al. Evapotranspiration variation and its correlation with meteorological factors on different underlying surfaces of the Tibetan Plateau[J]. Journal of Arid Meteorology, 2021, 39(3): 366-373.]

[35] Ma N, Zhang Y Q. Increasing Tibetan Plateau terrestrial evapotranspiration primarily driven by precipitation[J]. Agricultural & Forest Meteorology, 2022, 317: 108887, doi: 10.1016/j.agrformet.2022.108887.

[36] Wang W G, Li J X, Yu Z B, et al. Satellite retrieval of actual evapotranspiration in the Tibetan Plateau: Components partitioning, multidecadal trends and dominated factors identifying[J]. Journal of Hydrology, 2018, 559: 471-485.

[37] Kool D, Agam N, Lazarovitch N, et al. A review of approaches for evapotranspiration partitioning[J]. Agricultural & Forest Meteorology, 2014, 184: 56-70.

[38] Zhao J F, Li C, Yang T Y, et al. Estimation of high spatiotemporal resolution actual evapotranspiration by combining the SWH model with the METRIC model[J]. Journal of Hydrology, 2020, 586: 124883, doi: 10.1016/j.jhydrol.2020.124883.

Variations of evapotranspiration and its components in alpine meadow on the Tibetan Plateau based on SWH model

MEI Jing[1], SUN Meiping[1,2], LI Lin[1]

(1. College of Geography and Environmental Science, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, Gansu, China;
2. Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, CAS, Lanzhou 730000, Gansu, China)

Abstract: Based on the SWH dual source model, the evapotranspiration of the Nagqu Station of Plateau Climate and Environment, the Nam Co Monitoring and Research Station for Multisphere Interactions, and the Southeast Tibet Observation and Research Station for the Alpine Environment was estimated. Based on the validation of the results, the characteristics of evapotranspiration changes on the Qinghai-Tibet Plateau, China and the main influencing factors of each station were analyzed. The main conclusions are as follows: the SWH model is well applicable to the three stations on the Tibetan Plateau. The annual evapotranspiration ranges from 388 mm to 732 mm, with an increase in interannual distribution, followed by a decrease. The differences in evapotranspiration components between the three stations are significant, the contribution of evaporation to evapotranspiration at the Nagqu and Nam Co stations is 53% and 56%, respectively, and the evapotranspiration at the Southeast Tibet Station is almost entirely contributed by transpiration, accounting for 95%. The leaf area index is the most important factor affecting evapotranspiration at the three stations. The vapor pressure deficit also has a significant effect on evapotranspiration at the Southeast Tibet Station. The findings of this study can provide a scientific basis for studying the temporal and spatial patterns of evapotranspiration and its components and the water cycle process over the Tibetan Plateau.

Key words: evapotranspiration; components of evapotranspiration; SWH model; Qinghai-Tibet Plateau